Reliefentwicklung und isostatische Hebung in Gebirgen und Hochflächen

Von

A. F. Tauber

(Mit 3 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 6. November 1941)

In den Hochflächen und Gebirgen eines Festlandes finden die gesteinszerstörenden Kräfte freieren Spielraum. Die Verwitterung arbeitet vorwiegend an den Hochflächen, den Gipfeln und Graten. Riesel- und Quellbäche bringen den Schutt zu Tal. Bergstürze reißen gewaltige Massen gelockerten Gesteins in die Tiefen. Bäche beladen sich mit dem Trümmerwerk und tragen es weit ins flache Land hinaus.

So zerschneidet die Erosion die Hochflächen und schafft die Gegensätze von Berg und Tal, von Grat und Schlucht, im Laufe geologischer Zeiträume ungeheure Massentransporte bewältigend.

Diese Massenverlagerungen auf der Erdrinde können nicht ohne entsprechende Auswirkungen auf das isostatische Gleichgewichtsbestreben bleiben. Wenn durch abtragsbedingte Unterbelastung oder sedimentationsbedingte Überbelastung der Schwellenwert für die elastische Beanspruchungsfähigkeit der Erdhaut überschritten wird, wird die isostatische Kompensation der Gleichgewichtsstörung je nach gegebenen Eigenschaften und vorhandenen Strukturen allmählich oder plötzlich ein Ende bereiten. Hebung des abgetragenen Gebirgskörpers und Sinken der Sedimentationsräume wird die unausbleibliche Folge jedes exogenen Gebirgs- und Hochtafel abbaues sein. Mehr als den Zeitraum einer Formation hindurch konnten so z. B. das Flysch- oder Scaglia-Meer ihre Tiefenverhältnisse nahezu stabil erhalten; und wenngleich auch positive orogenetische Bewegungen hiebei eine Rolle spielen sollten, so zeugt doch die mit der Sedimentation schritthaltende, kontinuierliche und gleichmäßige Absenkung dieser Meeresräume für die ausschlaggebende Bedeutung isostatischen Gleichgewichtsbestrebens. Ähnliches ist

aber auch in bezug auf das abgetragene Gebirge festzustellen. Auch dieses hat trotz Abtragung seine Höhenverhältnisse bewahrt, denn sonst müßten ja die Korngrößen der korrelaten Sedimente immer kleiner und feiner werden, ja schließlich mit kolloidalen Tonen abschließen. Daß diese Korngrößenabnahme trotz der gewaltigen, tausende Meter mächtigen Sedimentanhäufungen und daher ebenso großen Gesteinswegführungen aus dem Alpenkörper nicht zutrifft, muß als ein Beweis für das gleichzeitige Aufsteigen bzw. Absinken der Nähr- bzw. Zehrgebiete angesehen werden. Die Gleichförmigkeit der Sedimente und damit die der Reliefenergie spricht eindeutig für eine wesentlich isostatische Mitarbeit an den bedingenden tektonischen Bewegungen. In kleinerem Maßstabe zeigen auch die Einbruchsbecken der Gebirge in der relativen Indifferenz ihrer Sedimente das stete Festhalten ihrer hydrologischen Eigenart durch Sinken des Ablagerungsraumes und das Steigen des Abtragungsgebietes.

Im großen gesehen nimmt aber trotz Senkung des Sedimentationsraumes und Steigen des Zehrgebietes ein allmählicher Ausgleich mit dem Ziel der Herstellung einer Fastebene seinen Lauf. Dies ergibt sich leicht aus folgender bekannter Überlegung: Nehmen wir an, daß beide Gebiete — Nähr- und Zehrgebiet — auf Sockeln gewisser Höhe ruhen und daß beide bis zu bestimmten Hundertsätzen in dem tragenden, latent und säkulär flüssigen, subkrustalen Magma schwimmen — was in gewissen Grenzen Gültigkeit hat — so erkennen wir, daß bei Aufschüttung die betreffende Gesteinssäule nachsinken muß, und zwar wieder bis zu dem bestimmten Hundertsatz, welcher aber, da die Säule länger geworden ist, absolut höhere Werte sowohl für den eintauchenden als auch für den hervorragenden Teil ergibt. Für das Abtragungsgebiet ergibt sich sinngemäß ein gleicher Vorgang mit umgekehrten Vorzeichen. Freilich ist der Betrag der unmittelbar meßbaren vertikalen Bewegung gering. Eine Überschlagsrechnung unter Zugrundelegung der derzeit wahrscheinlichsten geophysikalischen Werte zeigt, daß für je 100 *m* abgetragenes oder abgelagertes Sediment eine unmittelbar meß- und sichtbare Senkung bzw. Hebung von nur 5 *m* eintritt, also nur 5% des tatsächlichen Bewegungsausmaßes. Daher müßte theoretisch ein Gebirge von 1000 *m* durchschnittlicher Höhe über der Erosionsbasis, um durch Oberflächenabtrag völlig eingeebnet zu werden, unter dauernder exogener Erniedrigung 15.000 bis 20.000 *m* hoch gehoben werden.

Vom Gesichtspunkt der Isostasie aus ist für die Einebnung eines Gebirges das Verschwinden seiner

aus isostatischen Erwägungen zu fordernden „Wurzel" die Voraussetzung. Dies kann auf zweierlei Wegen erreicht werden: endogen durch regional-anatektische Einschmelzung der Wurzeln, exogen durch fortgesetzten Abtrag und kontinuierliches Aufsteigen der in Entlastung befindlichen Gebirgsmasse samt ihrer Wurzel. Der endogene Prozeß erzeugt eine Einsenkung des Gebirgskörpers, welche bis zur Geosynklinalbildung gehen kann, der exogene hingegen ruft ein Nachrücken, ein Aufsteigen der Gebirgsmasse, eine Geantiklinalbildung hervor.

Der Anteil der exogenen und endogenen Kräfte beim Gebirgsabbau ist ein zeitlich und örtlich wechselnder und ermöglicht

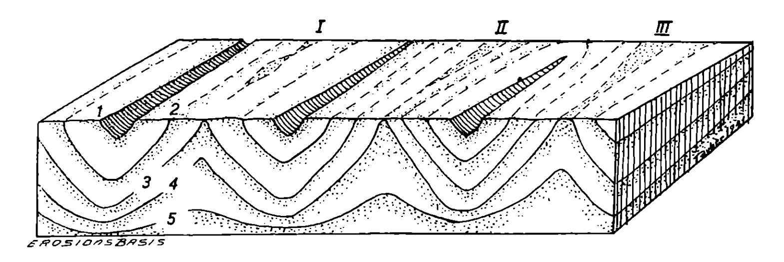


Fig. 1. Eine Hochfläche mit von links nach rechts zunehmender Gesteinsfestigkeit wird zertalt. 1—5 verschiedene Stadien der Entwicklung. I, II, III die Restflächen. Täler in gleichem Abstand angelegt. Rechts Gesteinsfestigkeit größer, Böschungen daher steiler. Kerbtälchen in gleichem Abstand angelegt.

hiedurch eine Fülle von Resultaten geologischer, regional- und lokalmorphologischer Natur. Bald überwiegt der exogene Abtrag und verursacht die weitgehende Bloßlegung der plutondurchdrungenen Katagesteine und Tiefenstrukturen, für welche eine Entstehungstiefe von 10.000 bis 20.000 *m* durchaus wahrscheinlich ist (Cloos) und wie sich uns diese z. B. in den meisten Horsten der Herzyniden darbieten, bald aber die endogene Versenkung, welche uns meist die Reste des tieferen Oberbaues der vorzeitlichen Gebirge, wie in großen Teilen der britannischen Kaledoniden, in dem variszischen Rheinschiefergebirge oder vielleicht auch in den unter tausenden von Metern mächtigen, jüngeren Sedimenten ruhenden Schollen präalpidischer Gebirge überliefert.

So verebbt langsam die orogene Flut der Gebirgsmassen in den ruhigeren Zeiten der überwiegenden endogenen oder exogenen Abtragung. Der exogene Abbau als ein in erster Linie reliefgestaltender Vorgang soll hier näher ins Auge gefaßt werden.

Durch erosive Zerschneidung und denudative Abspülung werden die von unten isostatisch nachrückenden Gesteinsmassen entfernt.

Ein Umstand tritt jedoch in diese Entwicklung ein, allgemein den gleichmäßigen Verlauf der Einebnung störend, im einzelnen vielfältige Komplikationen erzeugend: die Erosion verläuft linear, die isostatische Auskompensation der Massenverlagerungen dagegen vollzieht sich wie die Sedimentation flächenhaft.

Die flächenhafte Denudation, so sehr bedeutungsvoll auch die von ihr in Form von Suspension und Lösung bewältigten Massentransporte sind, wirkt im allgemeinen nicht reliefgestaltend, sondern, ebenso wie die Sedimentation, ausgleichend, reliefvermindernd; jene durch Aufschüttung, diese durch ausgleichenden Abtrag. So muß ihre sichtbare Wirkung, weil örtlich unbedeutend und nur durch die Ausdehnung des Denudationsgebietes mengenmäßig hoch, klein bleiben. Der lineare Erosionsangriff aber schürft mit gewaltiger Kraftentfaltung und Geschwindigkeit in die Tiefe. Gegenüber der raschen Tieferlegung der Talböden dürfen wir also die allgemeine, langsame Abspülung der Hochflächen durch Denudation für unsere Zwecke zunächst vernachlässigen.

Verfolgen wir nun den Verlauf der isostatischen Hebungen für diese unter den maßgebenden Wirkungen der Erosion sich gestaltenden Reliefs der Gebirgs- und Hochflächenkörper! Um die Vorstellung zu erleichtern, lassen wir zunächst die bei Abtragung gleichzeitig in Erscheinung tretende isostatische Hebewirkung außer Betracht und verfolgen getrennt die zeitliche Höhenentwicklung von Hochfläche, Grat und Tal. Es bedeutet dies keineswegs etwa eine Vertretung der Davis'schen Zyklenlehre, sondern soll hier lediglich die Vorstellung der Vorgänge erleichtern! Der Gleichzeitigkeit von Hebung und Abtragung sind wir uns wohl bewußt und werden, soweit sie im Sinne W. Penck's von Bedeutung für die Morphologie werden, auch als gleichzeitig ablaufend in Betracht ziehen.

Roh und schematisch führt uns Fig. 1 die erosive Reliefentwicklung vor Augen. Ein kleines Kerbtälchen 1 sägt sich in die Hochfläche, sein Talboden tieft sich ein, während die Hochfläche noch ihre ursprüngliche Höhe beibehält. Im Zeitabschnitt 2 ist aus dem Kerbriß bereits ein V-Tal geworden. Der Talboden hat sich weiter vertieft, aber noch hat die Hochfläche nichts von ihrer Höhe verloren, nur ihr Areal hat sich eingeengt. Abschnitt 3 zeigt uns das Areal der Hochfläche bereits teilweise auf 0 redu-

ziert (I). Von diesem Augenblick an nimmt — da wir den mittleren Böschungswinkel als physikalische Ausgleichsfläche für ein bestimmtes Gestein und eine bestimmte Intensität exogener Kraftwirkung als konstant betrachten müssen — die Höhenlage

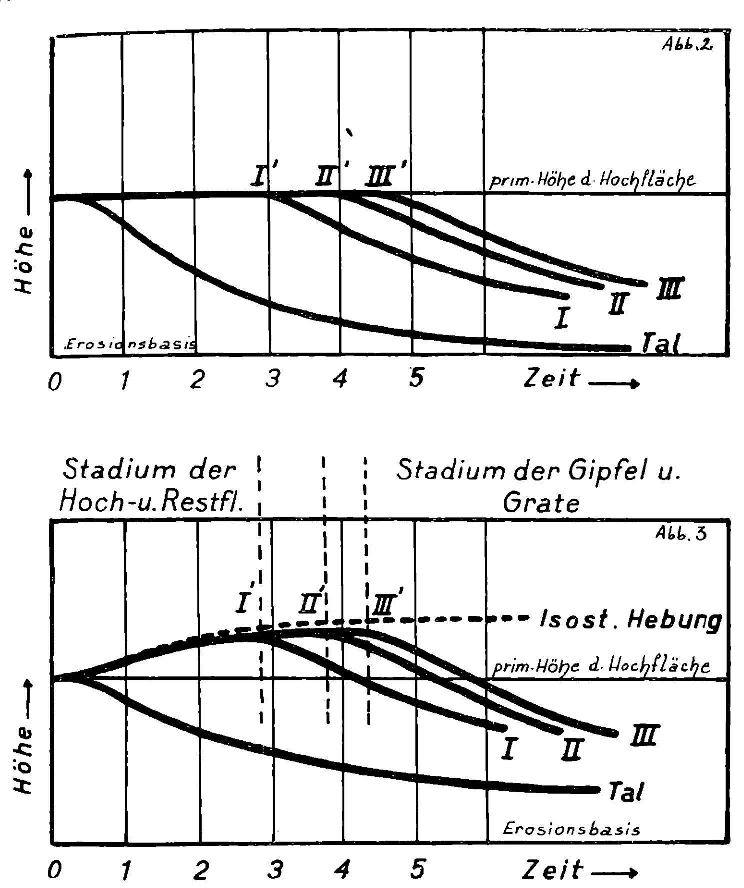


Fig. 2 und Fig. 3. Zeit-Höhendiagramm ohne und mit Berücksichtigung der isostatischen Hebung. In Fig. 3 ist der Betrag der isostatischen Hebung zur Verdeutlichung des Bildes 20mal überhöht.

des Grates mit der des Talbodens gleichmäßig ab. Die Hochflächenreste II und III haben bis jetzt ihre Höhenlage nahezu unverändert bewahrt. Im nächsten Abschnitt haben sich auch diese schon in Grate verwandelt. Für I wäre die Lage nun zunächst

fast stabil, da die Talsohle sich nur mehr außerordentlich langsam einsägt — sie nähert sich ja asymptotisch der Erosionsbasis; aber der Böschungswinkel ist nur eine Funktion der Gesteinsfestigkeit, des Gesteinsgefüges und Baues. Wie alles in der Natur, sind jedoch auch diese veränderlich. Die Verwitterung in all ihren Formen arbeitet am Fels zersetzend und zerstörend. Aus kernfrischem Gestein wird Schutt, aus Schutt Grus und Lehm. Aus Anstehendem wird Eluvium und Colluvium, aus Erosion Evorsion. (Geinitz.) Solange der erosive Abtrag die durch Zersetzung und Zerlegung des Gesteins anfallenden Schuttmengen bewältigen konnte, konnte der Böschungswinkel konstant bleiben. Nun, da die Erosion schwächer und schwächer wird, häufen sich die lockeren Zersetzungsprodukte an. Die Lockerprodukte besitzen aber einen um ein Vielfaches kleineren, mittleren Böschungswinkel. So verwischt sich das Relief mehr und mehr, theoretisch in unendlichen Zeiträumen mit den Talböden eine Ebene bildend. Nacheinander durchlaufen I, II, III dieses Stadium. Die Zahlen 1 bis 5 bezeichnen verschiedene Stadien, stellen also eine zeitliche Aufeinanderfolge dar. Wir können daher den an Hand von Fig. 1 dargestellten Entwicklungsgang in ein Zeit-Höhendiagramm übertragen (Fig. 2).

Wir entnehmen diesem Schaubild die anfänglich große, ständig sich verringernde Eintiefungsgeschwindigkeit der Täler („Tal"), das relative Festhalten der Höhen in Hochflächen und den Übergang der Hochflächen in die gleich den Tälern an absoluter Höhe verlierenden Grate bei I', II', III' Die Abnahme des Böschungswinkels durch mechanische und chemische Verwitterung äußert sich im Konvergieren der absteigenden Kurvenäste, welche sich im Unendlichen theoretisch in einem Punkt mit der Abszisse ∞ und der Ordinate 0, den völligen Ausgleich mit der Erosionsbasis versinnbildlichend, vereinigen.

Nachdem uns so der Entwicklungsgang klargeworden ist, schalten wir nun auch die isostatische Hebewirkung in den Vorgang ein. Wenn wir in gleichen Zeiträumen gleichbleibende Massentransporte annehmen — was wir zunächst der Einfachheit halber tun wollen — so ergibt sich daraus ein dauernder, gleichmäßiger Anstieg des Gebirgskörpers. Sein Maß abzuschätzen, hilft uns folgende Überlegung:

Die isostatische Hebewirkung umfaßt Gesteinskörper bestimmter, aber jeweils nach gegebenen Festigkeitsverhältnissen und elastischer Beanspruchungsfähigkeit der Erdhaut regionalen Schwankungen unterworfener Größe. Immer schließen diese Talsysteme wechselnder Ausdehnung mit ein. So heben sich Täler

und Höhen eines größeren Gebietes — wohl mindestens mehrere hundert Quadratkilometer — (Tams) einheitlich. Der Hebungsbetrag ist also eine Funktion des Gewichtes der abgetragenen Massen, bezogen auf die Flächengröße der Horizontalprojektion der Oberfläche des dem isostatischen Verhalten nach zusammengehörigen Gesteinskörpers. Da diese fehlenden Massen nun nicht etwa so gleichmäßig entfernt wurden, wie sie isostatisch auskompensiert werden, sondern sich die Ausräumung auf Täler lokalisiert — während ja die Hochflächen, wie oben dargelegt, kaum an Höhe einbüßen — so erhellt daraus, daß sich die Täler schneller eintiefen als die isostatische Massenkompensation eine Hebung des ganzen Gesteinskörpers erzwingt. Die Hochflächen dagegen machen bis zur Erreichung des Grat- und Gipfelstadiums (da sie bis dahin von erheblicher Abtragung verschont bleiben) die Hebung mit. Ihre absolute Gipfelhöhe wächst also anfänglich, im ersten Entwicklungsstadium, und verkleinert sich im zweiten Entwicklungsstadium, in welchem Täler und Grate gleichmäßig an Höhe abnehmen.

Die isostatische Hebewirkung erzeugt also ein Kippen der in Fig. 2 dargestellten Kurven um einen bestimmten Winkel, der seinerseits vom Verhältnis der erosiven Massenverfrachtung zur benötigten Zeitdauer abhängig ist (Fig. 3). Weiterhin wird der Verlauf der Anstiegs- und Abtragungskurven durch den Umstand kompliziert, daß die isostatische Hebung nicht gleichmäßig erfolgt. Sie ist ja von der Größe der abtransportierten Mengen abhängig; da letztere sich im Laufe der Entwicklung asymptotisch dem Nullpunkt nähern, verhält sich auch die isostatische Hebung gleichartig (Fig. 3). Unter Berücksichtigung eines geringen denudativen Abtrages ergibt sich so das Diagramm der Fig. 3.

Mit großer Klarheit zeichnet sich im Diagramm Fig. 3 eine Zweiphasigkeit der Entwicklung ab. 1. Das Stadium der absoluten Höhenzunahme = Stadium der Hoch- und Restflächen. 2. Das Stadium der absoluten Höhenabnahme = Stadium der Grate und Gipfel.

In der Zeit-Höhenkurve der Talböden ist diese Zweiteilung nicht zu bemerken; auf sie wirkt sich die isostatische Hebung nur durch Abflachung des Kurvenverlaufes aus. Diese wird zum Teil wieder dadurch ausgeglichen, daß die Erosion durch die isostatische Hebung belebt wird.

Ein Punkt bleibt bei dieser ganz allgemeinen Erörterung noch zu überlegen: der Einfluß der Böschungswinkel auf den

Verlauf. Ist der Böschungswinkel klein, so wird das „Stadium der Grate und Gipfel" schneller erreicht; dies um so mehr, als ein kleiner Böschungswinkel mit wenig festem Gestein einhergeht, also schon aus diesem Grunde die Erosion leichtes Spiel haben wird. So wird bei kleinem Böschungswinkel (geringer Standfestigkeit) die Ausräumung schneller erfolgen, die isostatische Hebung entsprechend rascher. Unter Zugrundelegung gleichbleibender Geschwindigkeit des Tiefenschurfes und gleichen Abstandes der Täler nimmt die Ausräumung proportional tg β (β = Böschungswinkel) zu.

In der Praxis würden noch viele andere Faktoren in die Rechnung eingehen, wie z. B. die Anlage der Täler, ihre Entfernung, Gesteinsfestigkeit, Wechsel der Klimate und damit der Intensität der erosiven Ausräumung. Diese wichtigsten und noch einige andere machen eine annähernde Berechnung des Hebungsausmaßes und der Hebungsgeschwindigkeit nur für die Gegenwart möglich; für vergangene Perioden werden sich nur grobe Vorstellungszahlen ermitteln lassen.

Immerhin ergeben sich aus dem Resultat vorliegender Arbeit neue Gesichtspunkte für die Erklärung absoluter Hebungen, welche an fast allen gut bekannten Kettengebirgen und Hochtafeln geologisch und geomorphologisch festgestellt sind und welche man bisher allein auf ein Weiterwirken der orogenen Kräfte zurückzuführen gewohnt war. Erwähnt sei noch, daß auch die Bebenhäufigkeit der jungen Kettengebirge nicht nur auf orogene Kraftwirkung zurückgeführt werden muß. Dies zeigt uns die mit isostatischer Kompensation einhergehende lebhaftere Seismizität, wie uns eine solche aus offenbar isostatisch sich aufwölbenden Gebieten (z. B. Fennoskandia) bekannt ist.

Versuchen wir nun, eine Vorstellung von der Größenordnung der absoluten Gipfelhebungen zu bekommen.

Die ältesten Reste ehemaliger Flachheiten der Alpen dürfen wir vielleicht in den „echten" Gipfelfluren erblicken. Jünger sind verschiedene, orographisch tiefere „Augenstein-Hochflächen" und diesen entsprechende Gipfelfluren. So sehen wir hier eine orogene Heraushebung des Alpenkörpers. Diese Fluren geben uns Anhaltspunkte für die nach ihrer Entstehung stattgehabte Erodierung der Alpen. In den Hochalpen sind die Talstrecken, in welchen kaum mehr erodiert wird, bei durchschnittlich 40° mittlerem Böschungswinkel 1000 *m* und mehr in die alten Flächen oder Gipfelfluren eingegraben. Die entfernten Massen können wir dann mit guter Annäherung als Platte von 500 *m* (und mehr) Dicke berechnen. Die isostatische Massenkompensation gleicht diesen Abtrag durch absolute Hebung um etwa 5%, d. i. 25 *m* (und mehr)

aus. Für manche Gebiete lassen sich aber Hebungen bis 40 *m* berechnen, d. h. die Hochflächen sind bis zur Erreichung des Gipfelflurstadiums in den Hochalpen postoligozän um 25 bis 40 *m* isostatisch gehoben worden oder werden gegenwärtig noch gehoben, abgesehen von der orogenen Hebung.

So gering diese Werte, gemessen an den Effekten orogener Kräfte, auch sein mögen, so geben sie doch eine neue Erklärungsmöglichkeit für die vor allem geologisch und geomorphologisch festgestellten (zum Teil heute vor sich gehenden) Aufwölbungen alpiner und voralpiner Gebiete. Ich erinnere dabei z. B. an das Abdrängen der Bäche und die Asymmetrie der oststeirischen Täler, auf welche A. Winkler immer wieder hingewiesen hat. Den häufig erwähnten, durch Feinnivellement gemessenen Hebungen alpiner und alpidischer Gipfel kommt allerdings bei der relativ hohen, durch atmosphärische Brechungsunterschiede bedingten Fehlergrenze weniger Beweiskraft zu. Sicherere Beweise einer bis in die jüngste Zeit hineinreichenden Hebung stellt die fast allgemeine Zerschneidung eiszeitlicher Schotter- und Nagelfluhmassen dar. In dieselbe Richtung weisen junge Verstellungen diluvialer Sedimente und, mit besonderer Eindringlichkeit, Gebirgsbewegungen in Bergwerken. Gerade in bezug auf die Zerschneidung der diluvialen Schottermassen sei auf die auffällige Übereinstimmung ihrer Höhenlage über den heutigen Talsohlen mit den errechneten Hebungswerten hingewiesen. Auch die Diluvialterrassen liegen meistens in Höhen von 20 bis 50 *m* über den Talsohlen.

Die sich auf lange Zeiträume erstreckenden, relativ geringen Hebungen von Hochflächen und Gipfeln werden sich in ihrer Verursachung kaum jemals sicher fassen lassen; immer wird man zahlreiche andere Möglichkeiten finden, diese Bewegungen zu erklären. Trotzdem: Diese eben dargestellte Entwicklung ist eine notwendigerweise eintretende, solange wir von dem Isostasiegedanken ausgehen. Diese logisch zu fordernde Höhenentwicklung ist vorhanden, auch wenn sie sich in der Natur nicht immer wird nachweisen lassen, weil sie von anderen stärkeren Bewegungen endogener Verursachung überlagert wurde. Es ist daher kein Beweis gegen den oben dargestellten theoretisch ermittelten Entwicklungsgang, wenn Hebungen an Hochflächen nicht auftreten. Wenn endogener Abtrag den Gebirgskörper heimsucht, kann die Aufwärtsbewegung gemindert, ja in ihr Gegenteil verkehrt werden. Die isostatische Hebewirkung wird daher meist nur als Beschleunigung von endo-

genen Aufwärtsbewegungen oder als Verzögerung endogener Sinkbewegungen auftreten. Eines vor allem möge aber als bewiesen gelten: Nicht jede Aufwärtsbewegung der alpidischen Hochflächen und Gipfel muß als Ausklang jungtertiärer Gebirgswerdung gedeutet werden.

Herrn Prof. Dr. G. Kirsch (Wien) bin ich für Besprechungen und Anregungen zu Dank verpflichtet.
